مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران



مقاله پژوهشی

سال سی و دوم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۳، از صفحهٔ ۶۱ تا ۷۴

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی فعالیت ماگمایی قلیایی پتاسیمی شمال شرق قزوین (منطقه پرگه)

ناهید ناصری[۱]، رضا زارعی سهامیه*[۱]، متیو لیبورن[۲]، آندرسون کاستا دوس سانتوس[۳]، احمد احمدی خلجی[۱]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

۲- گروه علوم زمین شناسی و زمین شناسی مهندسی، دانشگاه کوئینز، کینگستون، کانادا

۳- گروه سنگ شناسی و کانی شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ریودژانیرو، ریودژانیرو، برزیل

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۴/۳، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۵/۳۰)

چکیده: توده نفوذی پرگه در شمال شرق قزوین واقع شده است. سنگ‌های نفوذی این توده بیشتر شامل مونزوگابرو و الیوین گابرو بوده که از نظر کانی‌شناسی در بردارنده الیوین، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، بیوتیت و فلدسپار قلیایی هستند. از نظر زمین شیمیایی، این سنگ‌ها دارای ویژگی ماگماهای قلیایی پتاسیمی با غنی‌شدگی در عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE: Sr، Pb، U، Ba) و تهی شدگی در عناصر با شدت میدان بالا (HFSE: Nb, Ti, Zr) بوده که از این نظر شبیه فعالیت ماگمایی منطقه فرورانش و ماگماهای برآمده از گوشته هستند. الگوهای خاکی نادر (REE) بهنجار شده با کندریت غنی شدگی در عناصر خاکی نادر سبک (LREE)، با $(La/Yb)_N$ در گستره ۸٫۵۸-۴٫۴۳، و ناهنجاری‌های منفی جزئی Eu ‏(Eu/Eu* = 0.82-0.99) را نشان می‌دهند. سنگ‌های گابرویی مورد بررسی برآمده از جدایش ماگمای اولیه ای هستند که از ذوب بخشی گوشته سنگ کره ای تهی شده با ترکیب اسپینل-پریدوتیت تشکیل شده‌اند. نسبت‌های اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ به ترتیب، (۰٫۷۰۴۹۳-۰٫۷۰۵۲۵ و ۰٫۵۱۲۷۲-۰٫۵۱۲۶۹) با تشکیل ماگمای مادر در گوه گوشته‌ای همخوانی دارند. مقادیر εNd(i) ‏(۱٫۴۷تا ۱٫۹۲) در گستره مذاب‌های برآمده از گوشته قرار دارند. بر پایه نتایج این پژوهش، پیشنهاد می‌شود که سنگ‌های نفوذی پرگه بخشی از کمربند ماگمایی البرز هستند که براساس داده‌های زمین شیمیایی، محیط تشکیل آن‌ها با یک محیط کششی پس از برخورد و پشت کمان همخوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: *فعالیت ماگمایی قلیایی پتاسیمی؛ ایزوتوپ Sr-Nd؛ پس از برخورد؛ پرگه؛ ایران.*

مقدمه

سنگ‌های قلیایی پتاسیمی در سراسر محیط‌های کمانی رایج هستند و برخی از آن‌ها ویژگی‌های زمین‌شیمیایی چون $^{87}Sr/^{86}Sr$ بالا، εNd پایین و LILE/HFSE بالا دارند. این سنگ‌های پتاسیمی فقط در محل‌های کمان و پشت کمان رایج نیستند، بلکه در موقعیت‌های پس از برخورد نیز گسترده هستند [۱]. باور بر این است که ذوب یک گوشته سنگ کره‌ای دگرنهاده (SCLM) در شرایط دما و فشار مختلف، دلیل اصلی تشکیل سنگ‌های قلیایی مربوط به فرورانش در مناطق پشت کمان سامانه‌های فرورانش است [۲، ۳]. از سویی، ساندر و همکاران [۴] بر ین باورند که فعالیت ماگمایی قلیایی از فعالیت‌های ماگمایی شیمیایی است که اغلب در پاسخ به ذوب حجم کم مواد گوشته سست کره‌ای و یا سنگ کره‌ای در محیط‌های درون قاره‌ای رخ می‌دهد. فعالیت ماگمایی قلیایی پتاسیمی در چند محیط زمین‌ساختی، از جمله محیط‌های درون قاره‌ای، درون اقیانوسی، پس از برخورد و محیط‌های قوسی [۵، ۶]، کافت‌ها و حوضه‌های پشت کمان در جایگاه‌های درون صفحه‌ای اقیانوسی و همچنین مناطق کافت قاره‌ای پس از فرورانش [۷] دیده می‌شوند. این ترکیب‌ها با توجه به زمین شیمی، سنگ‌شناسی و تکامل زمین‌پویایی توجه بسیاری را به خود جلب کرده‌اند [۵، ۸]. به طورکلی، سنگ‌های آذرین پتاسیمی، چون ماگماهای شوشونیتی، در سنگ‌شناسی آذرین

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۳۰۵۳۲۶۵، نمابر: ۰۶۶۳۳۱۲۰۶۱۱، پست الکترونیکی: zarei.r@lu.ac.ir

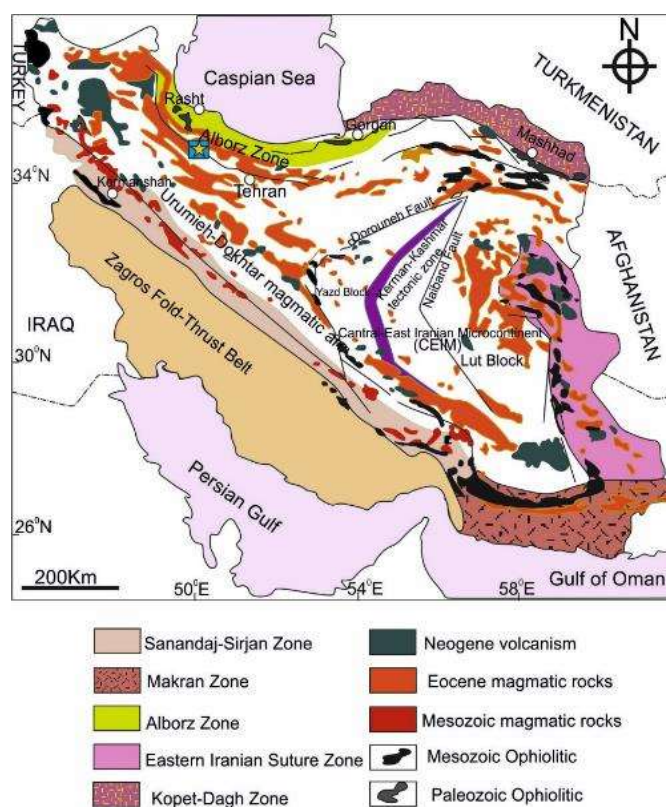
[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.61]

به دلیل فرضیه‌های متنوع در مورد خاستگاه و سازوکارهای تشکیل این سنگ‌ها، بحث‌برانگیز هستند. خاستگاه این سنگ‌ها وابسته به محیط‌های زمین ساختی است، به طوری‌که بررسی‌ها نشان داده‌اند که چند فرآیند سنگ‌زایی در تشکیل آن‌ها درگیر هستند، از جمله درجه‌های مختلف ذوب‌بخشی گوشته سنگ کره‌ای دگرنهاده (SCLM) یا ذوب سنگ‌های مافیک تا فرامافیک پوسته پایینی و بالا آمدن سست کره‌ای [۹]، آمیختگی یک ماگمای پوسته پایینی با سنگ‌های پوسته فلسیک‌تر [۱۰]، فرآیندهای تبلورجدایشی، آلایش پوسته و آمیختگی ماگما نیز ممکن است نقش مهمی در پیدایش شوشونیت‌ها و سنگ‌های وابسته داشته باشند [۱۱]. فعالیت ماگمایی قلیایی پیش، همزمان و پس از برخورد در بسیاری از مناطق برخوردی گزارش شده‌اند [۱۲-۱۷]. در البرز مرکزی و در شمال شرق قزوین نیز فعالیت ماگمایی قلیایی وجود دارد و حضور سنگ‌های قلیایی غنی از پتاسیم در منطقه مورد بررسی اهمیت دارند. در این پژوهش، خاستگاه ماگمایی و موقعیت زمین ساختی این ماگماهای قلیایی بر پایه سنگ‌شناسی، زمین شیمی و ایزوتوپ های Sr-Nd سنگ‌های قلیایی پتاسیمی پرگه بررسی شده است.

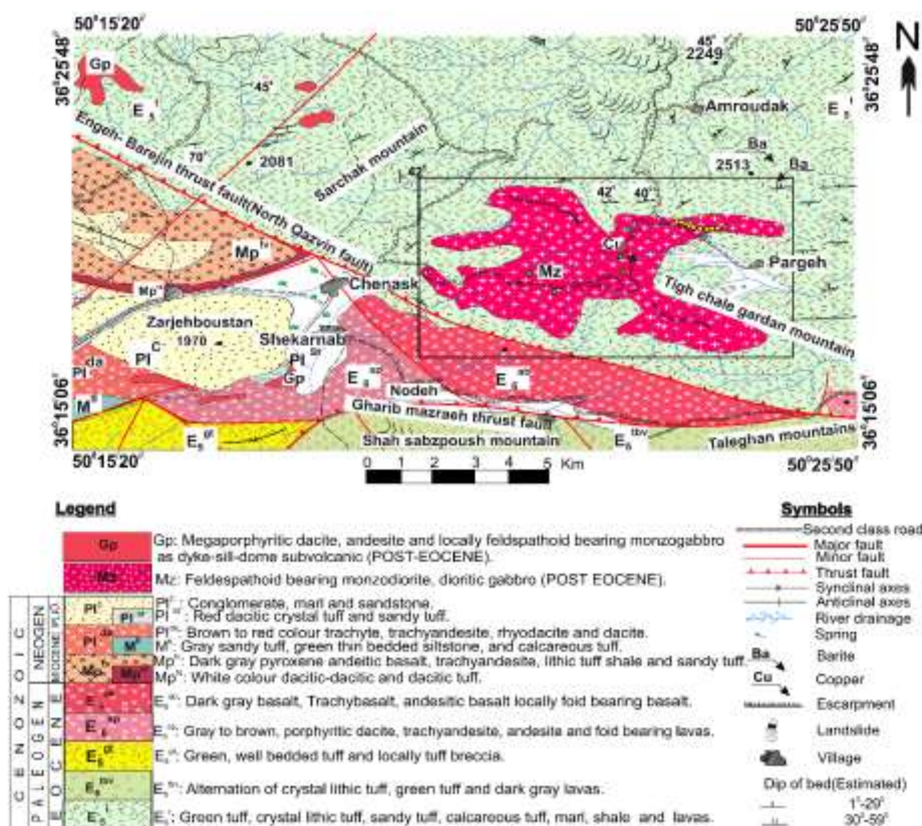
زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در شمال شرق قزوین قرار دارد و بخشی از کمربند ماگمایی البرز مرکزی است (شکل ۱). در البرز مرکزی، شروع دوران مزوزوئیک با انباشت رسوب‌های کربناتی آواری همراه بوده و با رسوب‌های زغال‌دار سازند شمشک در تریاس پسین ادامه یافته است [۱۸]. فازهای کششی در پهنه البرز شکاف‌های منطقه‌ای ایجاد کرده که منجر به فعالیت آتشفشانی و آذرین نفوذی شدند [۱۸]. بخش‌های ماگمایی این منطقه شامل فعالیت ماگمایی آهکی قلیایی و قلیایی (پتاسیمی) سنوزوئیک هستند که در یک محیط پشت کمان و پس از برخورد رخ داده‌اند [۱۹-۲۱]. این کمربند بیشتر از توالی‌های رسوبی و آتشفشانی پرکامبرین پسین تا ائوسن تشکیل شده است که با توده‌های مزوزوئیک تا سنوزوئیک در بخش‌های مرکزی و غربی کمربند قطع شده‌اند [۲۲، ۲۳]. آنلز و همکاران [۲۴] بر این باورند که سنگ‌های آذرین منطقه طالقان و قزوین در سه فاز شکل گرفته‌اند؛ فاز ۱ (با سن ائوسن) شامل توف‌های اسیدی، آندزیتی و گلسنگی و فازهای ۲ و ۳ (با سن الیگوسن) به ترتیب شامل گدازه‌های بازیک، حدواسط و اسیدی هستند. در الیگوسن پیشین که همزمان با کوهزایی پیرنه (حدود ۳۷ میلیون سال) است، فعالیت ماگمایی به صورت توده‌های نفوذی متعدد با ترکیب‌های مختلف در بیشتر نقاط پهنه البرز و آذربایجان، مانند نفوذی‌هایی پیرامون تهران، قزوین، تاکستان و زنجان دیده می‌شود که اغلب سنگ‌های سینیتی، مونزونیتی وگرانودیوریتی هستند [۲۵]. به باور نباتیان و همکاران [۲۶]، یک نظام زمین‌ساختی کششی پس از برخورد در قزوین حاکم بوده است. در منطقه مورد بررسی، سنگ‌های آذرین قدیمی‌تر از پالئوژن رخنمون ندارند [۲۴]. نهشته‌های ائوسن منطقه شامل سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی‌آواری هستند که از تناوب توف‌های اسیدی و حدواسط، لایه های گدازه‌ای و لایه-های آواری تشکیل شده‌اند [۲۷]. این گدازه‌ها دارای ترکیب حدواسط تا بازیک هستند و اغلب مجموعه‌ای از سنگ‌های بازالت، بازالت آندزیتی، تراکی آندزیت و آندزیت را تشکیل می-دهند. سنگ‌های آذرین نفوذی ائوسن پسین-الیگوسن این منطقه مربوط به فعالیت‌های ماگمایی پس از برخورد هستند که در حوضه‌های کششی پشت کمان تشکیل شده‌اند و ویژگی‌های آهکی‌قلیایی تا قلیایی پتاسیم بالا دارند [۲۱، ۲۷]. سنگ‌های ماگمایی با ویژگی‌های شوشونیتی و فراپتاسیمی (با پتاسیم بالا یا MgO بالا و با درجه‌های مختلف اشباع ازسیلیس و زیر اشباع از سیلیس) در پهنه البرز مرکزی و مناطق مدیترانه‌ای ایران فراوان هستند [۲۸]. سنگ‌های نفوذی شمال شرق قزوین نیز ویژگی قلیایی (پتاسیمی) دارند. بیشتر سنگ‌های نفوذی این منطقه به صورت توده‌های کوچک تا متوسط دیده می‌شوند و دارای ترکیب گابرویی بوده و دایک‌ها از نوع کوارتز-دیوریتی هستند. بخش بزرگی از منطقه را واحدهای رسوبی- آتشفشانی ائوسن پوشانده است که در برخی نقاط، توده‌های نفوذی به درون آن‌ها نفوذ کرده‌اند. آنلز و همکاران [۲۴] نشان دادند که در شمال شرق قزوین، پس از پالئوژن پسین، توده‌های نفوذی متعددی در سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن تزریق شد که توده پرگه نیز یکی از آن-هاست (شکل ۲). با سن سنجی U–Pb انجام شده توسط سپیدبر و همکاران [۲۷] بر سنگ‌های سینیت و مونزونیت این منطقه، سن ائوسن بدست آمده است. سن دقیق سنگ های الیوین گابرویی و مونزوگابرویی پرگه مشخص نیست، اما از آنجا که این سنگ‌های نفوذی به درون توف‌های ائوسن تزریق شده-اند، دارای سن ائوسن پسین و به احتمال بسیار الیگوسن هستند.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.61]



شکل ۱ پهنه‌های ساختاری ایران [۲۸]. موقعیت منطقه مورد بررسی بر کمربند البرز با ستاره زردرنگ مشخص شده است.



شکل ۲ نقشه ساده شده زمین شناسی شمال شرق قزوین (نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ [۲۴]). منطقه مورد بررسی پرگه با یک مستطیل و محل جمع آوری نمونه‌های مورد بررسی با دایره‌های زرد (الیوین گابرو) و سبز (مونزوگابرو) مشخص شده است.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.61]

روش پژوهش

در مجموع، ۱۰۰ نمونه (۶۰ نمونه الیوین گابرو و ۴۰ نمونه مونزوگابرو) از توده پرگه جمع آوری شد. از این نمونه‌ها، ۹ نمونه الیوین گابرو و ۶ نمونه مونزو گابرو با کمترین دگرسانی، برای تجزیه زمین شیمیایی سنگ کل انتخاب شدند. عناصر اصلی سنگ کل با طیف‌سنجی نشر نوری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-OES) و عناصر کمیاب (Cs، Rb، Ba، Th، U، Pb، Nb، Ta، Sr، Zr، Hf، Y، Sc، و Cu) و عناصر خاکی نادر (REE) با طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP–MS) در مرکز تحقیقات ایزوتوپی (QFIR)، دانشگاه کوئینز کانادا تجزیه شدند. چهار نمونه (GB2، GB4-2، GB5، MZ12) برای ایزوتوپ‌های Sr-Nd در آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه ریودژانیرو، برزیل تجزیه گردیدند. این تجزیه‌ها به روش طیف سنجی یونش گرمایی (TIMS) دستگاه TRITON انجام شد.

بحث و بررسی

سنگ‌نگاری

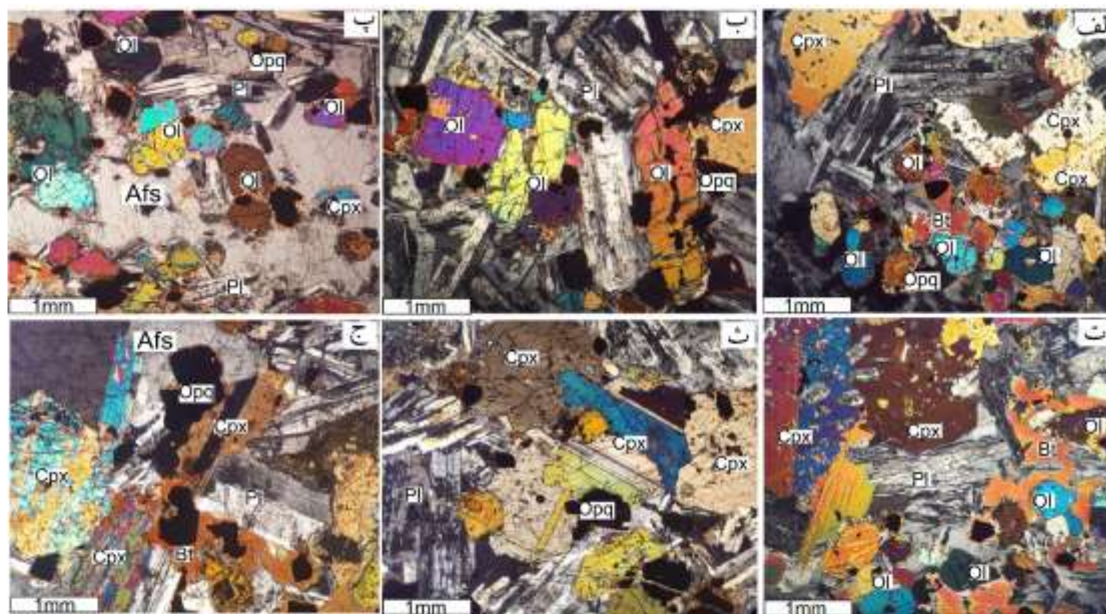
سنگ‌های نفوذی پرگه شامل الیوین گابرو و مونزوگابرو هستند. این سنگ‌ها دانه متوسط تا دانه درشت هستند که رخنمون صحرایی آن‌ها در شکل ۳ دیده می‌شود. این دو نمونه سنگ از نظر بافت متنوع و شامل بافت‌های بین دانه‌ای (شکل ۴ الف)، دانه‌ای (شکل ۴ ب) و خال خال (شکل‌های ۴ پ و ت) هستند. نمونه‌های الیوین گابرو شامل کانی‌های اصلی الیوین (۲۰-۲۵ درصد حجمی)، کلینوپیروکسن (۲۰-۱۵ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۵۵-۵۰ درصد حجمی)، بیوتیت (حدود ۵ درصد حجمی) و فلدسپار قلیایی (حدود ۵ درصد حجمی) هستند. در این پژوهش، الیوین فقط در نمونه سنگ‌های الیوین گابرو دیده شد. الیوین‌ها بلورهای گرد نیمه شکل دار تا بی‌شکل با شکستگی‌های نامنظم هستند (شکل ۴) و برجستگی بالایی از خود نشان می‌دهند. پلاژیوکلازها رایج‌ترین فازهای کانی فلسیک در سنگ‌های مورد بررسی هستند. پلاژیوکلاز (آندزین-لابرادوریت) اغلب با ماکل ساده و چندریخت (شکل ۴ الف) و گاهی با منطقه بندی دیده می‌شود. کانی اصلی مافیک مشترک در هر دو نوع سنگ الیوین گابرو و مونزوگابرو، کلینوپیروکسن است که به صورت بلورهای خودشکل تا بی‌شکل (شکل ۴) دیده می‌شود. کلینوپیروکسن ماکل ساده و چندریخت (شکل ۴ ث) و از نوع دیوپسید-اوژیت است. کلینوپیروکسن گاهی بلورهای پلاژیوکلاز را به صورت میانبار در خود نگه داشته و بافت خال خال تشکیل می‌دهد (شکل ۴ ت). فلدسپار قلیایی اغلب به صورت بی‌شکل، بلورهای کلینوپیروکسن، الیوین و پلاژیوکلاز را در بر گرفته و بافت‌های خال خال را ایجاد می‌کند (شکل ۴ پ).





شکل ۳ رخنمون صحرایی سنگ‌های گابرویی پرگه: الف) الیوین گابرو، ب) مونزوگابرو، پ) مرز تدریجی الیوین گابرو با مونزوگابرو (دید به سمت شمال).

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.61]



شکل ۴ مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های گابرویی پرگه در نور قطبیده متقاطع (XPL): الف) انباشت جمع بلورهای الیوین، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، بیوتیت در نمونه الیوین گابرو با بافت بین دانه‌ای، ب) درشت بلورهای الیوین و بافت دانه‌ای در نمونه الیوین گابرویی، پ) بافت خال خال در نمونه الیوین گابرویی، ت) درشت بلورهای پیروکسن و بافت خال خال در نمونه الیوین گابرویی، ث) ماکل ساده و چندریخت در درشت بلورهای کلیوپیروکسن و پلاژیوکلاز در نمونه الیوین گابرویی، ج) حضور پلاژیوکلاز، بیوتیت، کلینوپیروکسن و فلدسپار قلیایی در نمونه مونزوگابرویی. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۲۹] هستند.

کانی‌های آبدار چون بیوتیت حدود ۵ درصد حجمی از نمونه‌های الیوین گابرو را تشکیل می‌دهند. نمونه‌های مونزوگابرو از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز (۶۰-۵۵ درصد حجمی)، کلینوپیروکسن (۲۰-۲۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۵-۱۰ درصد حجمی) و فلدسپار قلیایی (۸-۱۰ درصد حجمی) تشکیل شده‌اند (کانی الیوین در مونزوگابرو دیده نشد). بلورهای پلاژیوکلاز (آندرین-لابرادوریت) مونزوگابروها نیز، خودشکل تا نیمه شکل‌دار، دانه متوسط و دارای منطقه‌بندی هستند. برخی از کلینوپیروکسن‌ها (دیوپسید-اوژیت) دارای ماکل ساده هستند و گاهی بلورهای دیگر را به صورت میانبار در خود نگه می دارند. بیوتیت کمتر از کلینوپیروکسن دیده شده و حدود ۱۰-۵ درصد حجمی از سنگ را تشکیل می‌دهد. کلریتی شدن در بیوتیت و اورالیتی شدن در کلینوپیروکسن قابل دیده است. این سنگ‌ها همچنین دارای فلدسپار قلیایی پراکنده هستند. پلاژیوکلاز گاهی به سریسیت تبدیل می‌شود. کانی‌های فرعی در هر دو سنگ مورد بررسی، آپاتیت و اکسیدهای آهن-تیتان هستند که در فضاهای بین کانی‌های اصلی نیز وجود دارند.

زمین شیمی سنگ کل

در مجموع، عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر ۱۵ نمونه از سنگ‌های گابرویی پرگه بررسی شدند. براساس نتایج سنگ نگاری، نمونه‌هایی با کمترین دگرسانی (کانی‌های اولیه آنها تا حدی حفظ شده‌اند) انتخاب شدند (نتایج در جدول ۱ آورده شده است). سنگ‌های گابرویی پرگه دارای مقادیر SiO_2 در گستره ۴۱/۵ تا ۴۹ درصد وزنی و مقادیر بالای $Na_2O + K_2O$ از ۲/۹۹ تا ۷/۶ درصد وزنی هستند. در نمودار برای قلیایی‌ها نسبت به سیلیس (TAS)، رده‌بندی سنگ‌های نفوذی [۳۰]، نمونه‌های مورد بررسی در گستره الیوین‌گابرو و مونزوگابرو واقع هستند (شکل ۵ الف) و در نمودار K_2O نسبت به Na_2O (شکل ۵ ب)، نمونه‌های مورد بررسی در گستره پتاسیمی قرار دارند؛ این دو نمودار به روشنی ماهیت قلیایی و پتاسیمی سنگ‌های گابرویی پرگه را تأیید می‌کنند. نمودار K_2O نسبت به SiO_2 (شکل ۵ پ) نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد بررسی بیشتر به سری آهکی-قلیایی پتاسیم بالا تا شوشونیتی وابسته هستند. در نمودارهای چند عنصری بهنجار شده با گوشته اولیه (شکل ۶ الف)، همه نمونه‌های بررسی شده الگوهای عناصر کمیاب مشابهی را نشان می‌دهند و سنگ‌های پرگه با غنی شدن از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) چون Cs، U، Ba، Sr و Pb، Th و تهی شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) چون Nb، Zr و Ti مشخص می‌شوند. در مناطق فرورانش، عناصر اصلی، کمیاب و ترکیب‌های ایزوتوپی ماگما در

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.61]

اصل با سیال‌های منطقه فرورانش که عناصر را از پوسته اقیانوسی فرورونده به گوه گوشته‌ای منتقل می‌کنند کنترل می‌شوند، از این رو، انتظار می‌رود که گوشته از LILEها غنی شود و برعکس از HSFEها چون Nb، Ti، Zr و همچنین عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) به نسبت تهی شده اما از سرب غنی گردد و در نتیجه منجر به ناهنجاری‌های منفی Nb-Ti و ناهنجاری مثبت سرب شود [۳۱]. در نمودار REEهای بهنجار شده با کندریت (شکل ۶ ب)، سنگ‌های گابرویی پرگه غنی شدگی از LREEها نسبت به HREEها را نشان می‌دهند. نسبت $(La/Sm)_N$ از ۱/۷۵ تا۳/۱۳ و نسبت $(La/Yb)_N$ از ۴/۴۳ تا ۸/۵۸ در سنگ‌های مورد بررسی متغیر است. الگوهای REEها ناهنجاری‌های منفی جزئی را در Eu (= Eu/Eu^* 0.82-0.99)، نشان می‌دهند (به جز یک نمونه با مقدار ۱/۰۱) که گویای جدایش پلاژیوکلاز است [۳۲]. موازی و فشرده بودن الگوهای REEها موازی و فشرده نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از یک خاستگاه مشترک شکل گرفته‌اند [۳۳].

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل سنگ‌های گابرویی پرگه. اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (wt. %) و عناصر فرعی و کمیاب برحسب پی پی ام (ppm) هستند.

نوع سنگ	الیوین گابرو	الیوین گابرو	الیوین گابرو	الیوین گابرو	الیوین گابرو	الیوین گابرو	الیوین گابرو	الیوین گابرو
نمونه	GB1	GB4-2	GB2	GB4	GB6	GB3	GB5	GB7
Major elements (wt. %)								
SiO_2	۴۴/۹	۴۵/۷	۴۱/۵	۴۴/۳	۴۵/۲	۴۴/۳	۴۳/۸	۴۳/۸
Al_2O_3	۱۶/۲۵	۹/۰۷	۱۱/۲	۱۳/۶۵	۱۰/۸۵	۱۴	۱۱/۴۵	۹/۰۷
Fe_2O_{3tot}	۱۳/۹	۱۷/۶۶	۱۸/۰۵	۱۵/۲۵	۱۶/۰۵	۱۵	۱۶/۵۵	۱۷/۹۵
CaO	۱۱/۱	۱۰/۸۲	۱۰/۶۵	۱۰/۱۵	۱۰/۷۵	۱۰/۷	۱۰/۵	۱۰/۴۵
MgO	۷/۳۷	۱۱/۷۸	۱۰/۳۵	۸/۲۹	۱۰/۹۵	۸/۴۵	۹/۸۸	۱۲/۲۵
Na_2O	۲/۵۶	۱/۴۷	۱/۸۱	۱/۹۶	۱/۸۸	۲/۲۱	۱/۸	۱/۴۷
K_2O	۱/۶۳	۱/۵۲	۱/۴۸	۱/۹۶	۱/۴۸	۱/۶۱	۱/۶۹	۱/۴۱
Cr_2O_3	۰/۰۱۵		۰/۰۲۲	۰/۰۱۸	۰/۰۳۴	۰/۰۲	۰/۰۲۳	۰/۰۳۹
TiO_2	۱/۷۴	۱/۸۰۹	۲/۱۱	۱/۷۳	۱/۶۶	۱/۷۱	۱/۸۹	۱/۸۲
MnO	۰/۲۱	۰/۲۶۷	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۲۸
P_2O_5	۰/۸۵	۰/۲۷	۰/۹۸	۰/۷۸	۰/۲۸	۰/۷۵	۰/۶۷	۰/۲۵
SrO	۰/۰۸		۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۳
BaO	۰/۰۵		۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴
LOI	۰/۸	۰/۵۶	۰/۴۵	۱/۱	۰/۸۱	۰/۵۳	۰/۷۳	۰/۵۷
مجموع	۱۰۱/۴۶	۱۰۰/۹	۹۸/۹۶	۹۹/۵۸	۱۰۰/۲۷	۹۹/۶۲	۹۹/۳۱	۹۹/۴۳
عنصر کمیاب (ppm)								
Sc	۲۹/۹	۵۲	۴۳	۳۸	۵۰/۲	۳۸/۲	۴۴/۶	۵۴/۳
V	۴۶۸	۴۹۱	۶۲۴	۴۹۱	۵۰۰	۴۹۷	۵۵۳	۵۵۵
Cr	۱۱۰	۲۷۰	۱۷۰	۱۴۰	۲۶۰	۱۶۰	۱۸۰	۳۰۰
Co	۵۰	۶۶	۶۷/۱	۵۶/۸	۶۵	۵۶/۸	۶۲	۷۰/۴
Ni	۷۱/۲	۱۳۰	۱۰۵/۵	۸۲/۶	۱۲۲/۵	۸۵	۹۸/۵	۱۳۸
Cu	۶۴/۹	۷۰	۵۶/۷	۹۶/۲	۵۴/۸	۶۵/۶	۶۰/۲	۵۷/۶
Zn	۱۰۶/۵	۱۶۰	۱۲۷/۵	۱۷۸	۱۱۱/۵	۱۲۶	۱۱۸/۵	۱۲۷
Ga	۲۰/۴	۱۳	۱۸	۱۹/۴۵	۱۶/۹	۱۹/۵	۱۷/۶	۱۶/۰۵
Rb	۳۹/۵	۳۶	۳۶/۳	۴۸/۴	۳۶/۸	۴۰/۵	۴۲/۲	۳۵/۹
Sr	۷۰۵	۲۹۱	۴۴۲	۵۹۰	۴۰۸	۵۷۶	۴۴۶	۳۱۰
Y	۲۶/۹	۲۳	۳۱	۲۸/۴	۲۶	۲۷/۴	۲۸/۲	۲۶/۳
Zr	۹۴	۹۹	۹۹	۱۰۹	۱۰۵	۱۰۱	۱۱۰	۹۷
Nb	۷/۸	۷	۷/۹	۸/۹	۷/۴	۸	۸/۳	۷/۳
Cs	۲/۴۱	۰/۹	۱/۱۳	۲/۴۸	۱/۶۹	۱/۹۶	۱/۳۵	۱/۲۴
Ba	۴۹۱	۳۹۰	۳۷۷	۵۰۸	۴۱۵	۴۶۵	۴۲۶	۳۷۴
Hf	۲/۴	۳	۲/۷	۳	۲/۸	۲/۷	۳	۲/۹
Ta	۰/۶	۰/۵	۰/۵	۰/۶	۰/۵	۰/۶	۰/۷	۰/۶
Pb	۵/۱۷	۹۰	۳/۸۲	۸/۴۳	۳/۹	۵/۸۱	۴/۱۳	۳/۷۳
Th	۲/۹۶	۲/۶	۲/۷۷	۳/۳۴	۲/۶۷	۳/۱۱	۳/۴۷	۲/۶۴
U	۰/۷۸	۰/۸	۰/۷۷	۰/۹۵	۰/۷۴	۰/۹۴	۰/۹	۰/۷۲
La	۲۴/۱	۱۵/۹	۲۵	۲۳/۹	۱۸/۳	۲۲/۷	۲۱	۱۶/۶
Ce	۴۹/۲	۳۵/۶	۵۳/۱	۴۹/۴	۳۸/۱	۴۶/۸	۴۳/۶	۳۶/۱
Pr	۶/۵۸	۴/۷۲	۷/۳۲	۶/۴۹	۵/۰۵	۶/۱۹	۵/۹۱	۴/۹۴
Nd	۲۶/۹	۲۰/۸	۳۰/۳	۲۷/۲	۲۱/۸	۲۵/۹	۲۵/۸	۲۰/۸
Sm	۶/۷۸	۵/۶	۷/۷۲	۶/۷۱	۵/۴۶	۶/۲۶	۶/۲۲	۵/۲۷
Eu	۱/۹۷	۱/۶۳	۱/۸۳	۱/۹۱	۱/۵۶	۱/۸	۱/۷۹	۱/۵۲
Gd	۵/۹۴	۵/۸	۷/۰۱	۶/۵	۵/۴	۶/۲۶	۵/۹۷	۵/۱۹
Tb	۰/۸۶	۰/۹	۰/۹۹	۰/۹۵	۰/۸۴	۰/۸۷	۰/۹۴	۰/۸۴
Dy	۴/۹۹	۴/۹	۵/۸۳	۵/۴۴	۴/۷۹	۵/۰۴	۵/۰۹	۴/۹۸
Ho	۰/۹۴	۰/۹	۱/۱۱	۱/۰۷	۰/۹۵	۱/۰۱	۰/۹۸	۰/۹۸
Er	۲/۶۳	۲/۵	۳/۰۳	۲/۷۶	۲/۵۲	۲/۵۵	۲/۸۳	۲/۷۴
Tm	۰/۳۸	۰/۳۶	۰/۴	۰/۳۹	۰/۳۶	۰/۳۸	۰/۳۶	۰/۳۷
Yb	۲/۲۵	۲/۴	۲/۴۹	۲/۳۱	۲/۲۶	۲/۳۴	۲/۲۳	۲/۴۴
Lu	۰/۳۳	۰/۳۶	۰/۳۹	۰/۳۵	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۳۵	۰/۳۸
Mg#	۵۶/۰۶	۶۱/۵۳	۵۷/۹۵	۵۶/۶۳	۶۲/۰۶	۵۷/۵۰	۵۸/۹۲	۶۲/۰۶
$(La/Yb)_N$	۷/۱۶	۴/۴۳	۶/۷۱	۶/۹۲	۵/۴۱	۶/۴۹	۶/۳۰	۴/۵۵
$(La/Sm)_N$	۲/۱۹	۱/۷۵	۲/۰۰	۲/۲۰	۲/۰۷	۲/۲۴	۲/۰۸	۱/۹۴
Eu/Eu^*	۰/۹۵	۰/۸۸	۰/۷۶	۰/۸۹	۰/۸۸	۰/۸۸	۰/۹۰	۰/۸۹

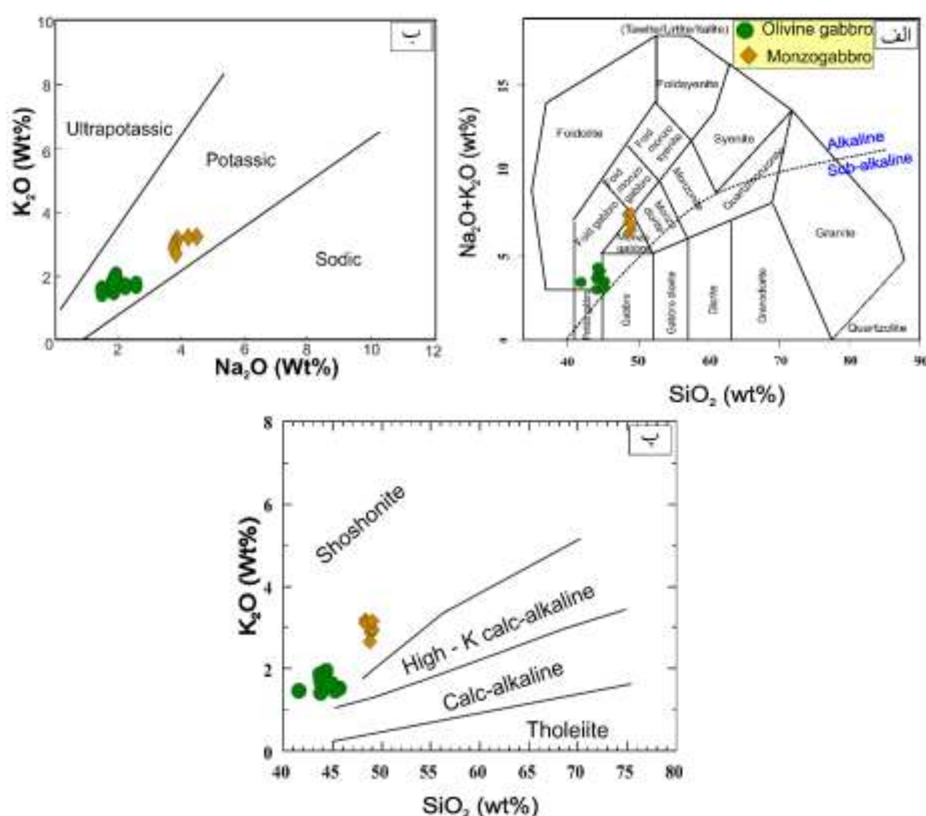
[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.61]

ادامه جدول ۱

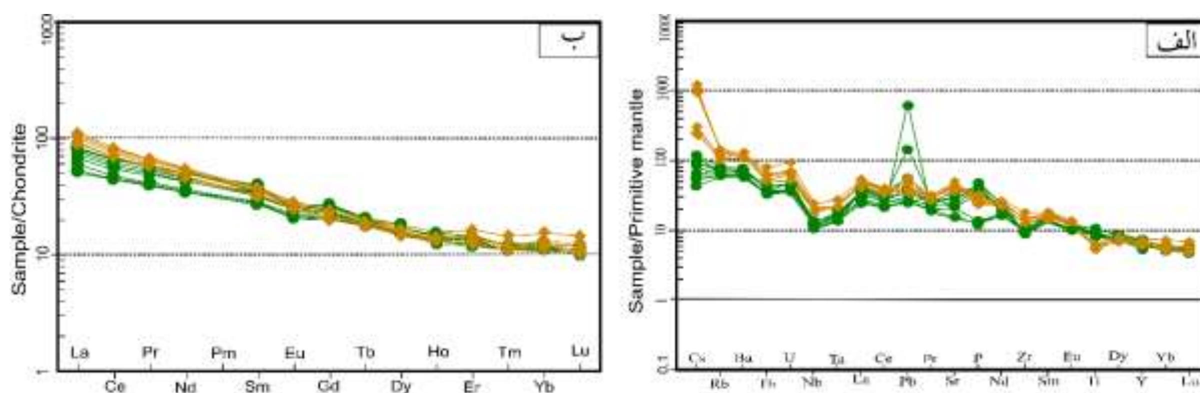
نوع سنگ	الیوین	مونزوگابرو	مونو	مونو	مونزوگابرو	مونزوگابرو	مونزوگابرو
نمونه	GB8	MZ15	MZ14	MZ12	MZ13	MZ16	GB9
Major element (wt.%)							
SiO_2	۴۳/۷	۴۸/۸	۴۸/۴	۴۹	۴۹	۴۸/۹	۴۸/۵
Al_2O_3	۱۳/۱	۱۸/۸۵	۱۸/۷	۱۹/۶۵	۱۹/۲	۱۸/۷۵	۱۷/۸
Fe_2O_{3tot}	۱۵/۶	۸/۸۵	۸/۹۱	۷/۵۸	۷/۶۳	۹/۰۲	۹/۴۶
CaO	۱۰/۲	۸	۶/۶۵	۸/۰۳	۶/۷۹	۷/۹۴	۷/۵۷
MgO	۸/۵	۳/۷۱	۳/۹	۲/۵۸	۲/۹۲	۳/۹۳	۴/۴۴
Na_2O	۱/۸۷	۳/۷۸	۴/۱۷	۳/۷۹	۴/۴۳	۳/۷۱	۳/۸۴
K_2O	۱/۸۸	۲/۶۸	۳/۱۸	۲/۹۷	۳/۱۷	۲/۸۶	۳/۱۴
Cr_2O_3	۰/۰۱۷	۰/۰۰۶	۰/۰۰۷	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۶	۰/۰۰۸
TiO_2	۱/۷۸	۱/۱۴	۱/۱۵	۱/۰۹	۱/۱۷	۱/۱۷	۱/۲۷
MnO	۰/۳۱	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۶
P_2O_5	۰/۹۵	۰/۴۸	۰/۵۳	۰/۵۷	۰/۶۲	۰/۵۵	۰/۵۱
SrO	۰/۰۶	۰/۱	۰/۱	۰/۱۱	۰/۱	۰/۱	۰/۰۸
BaO	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۸
LOI	۱/۱۴	۲/۳۵	۳/۸۳	۲/۴۳	۳	۳/۱۱	۲/۳
Total	۹۹/۱۶	۹۸/۹۸	۹۹/۷۷	۹۸/۰۱	۹۸/۲۶	۱۰۰/۲۸	۹۹/۱۶
عنصر کمیاب (ppm)							
Sc	۳۸/۶	۱۴/۳	۱۵/۷	۱۳/۹	۱۴/۰۵	۱۶/۲	۱۹/۲
V	۵۱۳	۲۰۹	۲۱۳	۱۷۴	۱۷۳	۲۱۳	۲۳۹
Cr	۱۳۰	۵۰	۵۰	۲۰	۲۰	۵۰	۵۰
Co	۵۷/۸	۲۵/۵	۲۶/۶	۲۱/۲	۱۹/۶	۲۶/۱	۲۹/۴
Ni	۸۵/۸	۲۸/۳	۲۸/۲	۱۷/۱	۱۵/۲	۲۹/۴	۳۲/۷
Cu	۷۳/۳	۱۱۲	۱۵۴/۵	۱۰۶/۵	۷۴/۹	۱۱۶/۵	۱۷۱/۵
Zn	۲۴۴	۷۹/۸	۱۰۰/۵	۸۳	۷۲/۱	۸۲/۵	۷۴
Ga	۱۹/۲	۲۱/۴	۲۱	۲۴/۴	۲۲/۹	۲۱/۸	۲۱/۷
Rb	۴۵/۷	۶۱/۱	۸۵/۳	۶۸/۸	۷۸/۹	۶۲/۳	۷۷/۱
Sr	۵۵۰	۸۶۹	۸۲۸	۱۰۰۵	۸۶۷	۸۷۵	۷۱۰
Y	۲۹/۹	۲۸	۲۷	۲۸/۷	۲۹/۵	۲۶/۳	۳۲/۴
Zr	۱۰۷	۱۵۳	۱۳۲	۱۵۱	۱۵۴	۱۲۸	۱۹۱
Nb	۸/۵	۱۳/۳	۱۲	۱۳/۹	۱۳/۸	۱۱/۸	۱۵/۸
Cs	۱/۹۳	۵/۲۵	۱۹/۴	۴/۹۴	۲۱/۷	۶/۵۸	۲۵
Ba	۵۰۶	۷۲۳	۸۱۸	۸۰۶	۸۵۲	۷۰۸	۷۳۶
Hf	۲/۹	۳/۸	۳/۳	۳/۷	۳/۶	۳/۳	۴/۹
Ta	۰/۵	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۱
Pb	۲۰/۸	۶/۹	۸/۶۱	۸/۰۷	۵/۱۷	۶/۱	۵/۵۲
Th	۳/۳۴	۵/۰۴	۴/۳۲	۵/۰۷	۴/۹۲	۴/۰۸	۶/۳۶
U	۰/۹۵	۱/۲۷	۱/۲۳	۱/۴۴	۱/۳۴	۱/۰۴	۱/۸۸
La	۲۵/۶	۳۱/۲	۲۸/۹	۳۲/۷	۳۴/۵	۲۸/۳	۳۴/۸
Ce	۵۳/۴	۶۰/۵	۵۶/۴	۶۳/۴	۶۶/۷	۵۵/۱	۶۷/۱
Pr	۶/۹۷	۷/۳۲	۷/۰۳	۷/۸	۸/۱۸	۶/۹۶	۸/۱۳
Nd	۳۰/۱	۲۹/۱	۲۸/۳	۳۱/۱	۳۲/۳	۲۷/۲	۳۲/۵
Sm	۷/۱	۶/۱۶	۶/۴۶	۶/۷۱	۷/۲۷	۶/۳۲	۷/۳۱
Eu	۱/۹۹	۱/۸۲	۱/۸۷	۱/۹۹	۲/۱۱	۱/۹۵	۱/۸۵
Gd	۶/۷۸	۵/۶۹	۵/۲	۵/۸۶	۶/۲۱	۵/۵۹	۶/۶۳
Tb	۰/۹۸	۰/۸۵	۰/۸۳	۰/۸۶	۰/۹۲	۰/۸۶	۱
Dy	۵/۳۳	۴/۹۴	۴/۹۶	۵/۰۲	۵/۳۷	۴/۶۴	۵/۷۷
Ho	۱/۰۶	۱	۰/۹۵	۱/۰۱	۱/۰۲	۰/۹۵	۱/۱۳
Er	۲/۹۲	۲/۹۱	۲/۷۶	۳/۰۵	۲/۸۱	۲/۶	۳/۴
Tm	۰/۴	۰/۳۹	۰/۳۷	۰/۴	۰/۴	۰/۳۵	۰/۴۷
Yb	۲/۶۵	۲/۶۲	۲/۵۲	۲/۵۵	۲/۷۳	۲/۳۵	۳/۲۱
Lu	۰/۳۴	۰/۳۸	۰/۳۵	۰/۳۷	۰/۴	۰/۳۳	۰/۴۷
Mg#	۵۶/۲۷	۵۰/۲۶	۵۱/۳۲	۴۵/۱۱	۴۸/۰۶	۵۱/۲۱	۵۳/۱۰
$(La/Yb)_N$	۶/۴۶	۷/۹۶	۷/۶۷	۸/۵۸	۸/۴۵	۸/۰۵	۷/۲۵
$(La/Sm)_N$	۲/۲۲	۳/۱۳	۲/۷۶	۳/۰۱	۲/۹۳	۲/۷۶	۲/۹۴
Eu/Eu*	۰/۸۸	۰/۹۵	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۹۷	۱/۰۱	۰/۸۲

$Eu/Eu^* = Eu_{cn}/(Sm_{cn} \cdot Gd_{cn})^{0.5}$

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.61]



شکل ۵ الف) نمودار Na_2O+K_2O نسبت به SiO_2 [۳۰]، ب) نمودار K_2O نسبت به Na_2O [۳۴]، پ) نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۳۵].



شکل ۶ نمودارهای بهنجار شده به الف) گوشته اولیه [۳۶] و ب) کندریت [۳۷] برای سنگ‌های گابرویی پرگه. نشانه‌ها مانند شکل ۵ الف هستند.

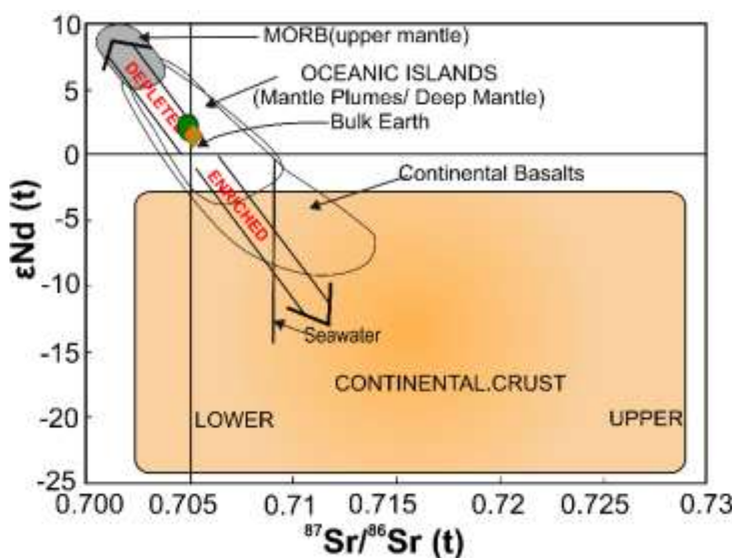
ترکیب‌های ایزوتوپی Sr-Nd سنگ کل

چهار نمونه (GB2، GB4-2، GB5، MZ12) از سنگ‌های گابرویی پرگه برای ترکیب‌های ایزوتوپی Sr-Nd اولیه آن‌ها، که اغلب به عنوان ردیابی برای خاستگاه ماگما استفاده می‌شوند، تجزیه شدند (جدول ۲). نسبت‌های ایزوتوپ Sr و Nd براساس داده‌های سن‌سنجی U-Pb زیرکن (سن 42.3 Ma) برای گرانیتوئیدها [۲۷] محاسبه شدند. سنگ‌های قلیایی پرگه مقادیر به نسبت یکنواخت $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ از ۰٫۷۰۴۹۳ تا ۰٫۷۰۵۲۵ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ از ۰٫۵۱۲۶۹ تا ۰٫۵۱۲۷۲را نشان می‌دهند. مقادیر εNd(t) نیز در گستره ۱٫۴۷ تا ۱٫۹۲ است. چنان که در نمودار εNd(t) نسبت به $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ در شکل ۷ دیده می‌شود، سنگ‌های الیوین گابرو و مونزوگابرویی پرگه از نظر ایزوتوپی با سنگ‌های ماگمایی تشکیل شده از ذوب یک گوشته تهی شده (DMM) همخوانی دارند و همه نمونه‌ها در آرایه گوشته‌ای نزدیک به مقادیر توده زمین قرار می‌گیرند.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.61]

جدول ۲ ترکیب‌های ایزوتوپی Sr-Nd سنگ کل برای نمونه‌های گابرویی پرگه.

نمونه	$^{87}Sr/^{86}Sr$	2SE	Sm	Nd	$1^{47}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	εNd(0)	εNd(t)	Nd/Nd(i)	1/Nd *100
الیوین گابرو (GB2)	۰/۷۰۴۹۳	۰/۰۰۰۰۰۹	۶/۵	۲۸/۱	۰/۱۴۰۱۰	۰/۵۱۲۷۲	۱/۶۱۹۰۸	۱/۹۲۴۷۶	۰/۵۱۲۶۹	۳/۵۵۸۷۲
الیوین گابرو (GB4-2)	۰/۷۰۵۱۲	۰/۰۰۰۰۰۹	۵/۷	۲۳/۳	۰/۱۴۸۹۰	۰/۵۱۲۷۱	۱/۳۶۵۴۹	۱/۶۲۳۶۴	۰/۵۱۲۶۸	۴/۲۹۱۸۵
الیوین گابرو (GB5)	۰/۷۰۵۰۱	۰/۰۰۰۰۰۷	۵/۸	۲۴/۲	۰/۱۴۵۶۰	۰/۵۱۲۷۱	۱/۴۲۴۰۱	۱/۶۹۹۹۸	۰/۵۱۲۶۸	۴/۱۳۲۲۳
مونزوگابرو (MZ12)	۰/۷۰۵۲۵	۰/۰۰۰۰۱۳	۶/۳	۲۹/۶	۰/۱۲۷۹۹	۰/۵۱۲۶۹	۱/۱۰۱۳۱	۱/۴۷۲۳۳	۰/۵۱۲۶۷	۳/۳۷۸۳۸



شکل ۷ نمودار εNd(t) نسبت به $(^{87}Sr/^{86}Sr)t$ [۳۸] برای سنگ‌های گابرویی پرگه. نشانه ها مانند شکل ۵ الف هستند.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.61]

ویژگی‌های خاستگاه گوشته‌ای و جایگاه زمین ساختی

غنی‌شدگی دیده‌شده در LILE ها (چون Ba ،Sr) و REEها سبک (برای مثال، La و Ce)، تهی شدگی HFSEها و ناهنجاری منفی Nb و Ti نشان می‌دهد که خاستگاه گوشته‌ای سنگ‌های گابرویی پرگه توسط سیال های مربوط به فرورانش دگرنهاده شده است [۳۹]. به طور کلی، دو نوع منبع دگرسانی در مناطق فرورانش وجود دارد، که شامل سیال برآمده از ورقه فرورونده[1] و مذاب برآمده از رسوب‌ها[2] هستند. سیال برآمده از ورقه اغلب ظرفیت بالایی برای انتقال عناصر محلول در آب دارد، اما ظرفیت آن برای انتقال عناصر نامحلول در آب کم است، در حالی که مذاب برآمده از رسوب‌ها ظرفیت بالایی برای انتقال هر دو گروه عنصر دارد [۴۰]. از نسبت عناصر کمیاب و ترکیب‌های ایزوتوپی می‌توان برای رمزگشایی ماهیت خاستگاه گوشته‌ای استفاده کرد، زیرا به جدایش ماگمایی حساس نیستند؛ همچنین خاستگاه مؤلفه‌های دگرنهاده ماگماهای مربوط به فرورانش را می‌توان به طور مؤثر برپایه نسبت عناصر کمیاب ناسازگار شناسایی کرد [۴۱]. سنگ‌های ماگمایی تشکیل‌شده توسط دگرنهادی سیال اغلب دارای نسبت‌های Ba/La ،Ba/Th ،Pb/U و Sr/Th بالایی هستند، در حالی که سنگ‌های ماگمایی شکل گرفته از ذوب رسوب‌ها مقدار Th/Nd ،Th/U ،Th/Ba و Th/Sr بالایی دارند [۴۲]. نسبت-های بالای Ba/La ،Ba/Th ،Pb/U و Sr/Th سنگ‌های گابرویی پرگه نشان می‌دهد که خاستگاه گوشته‌ای این سنگ‌ها دستخوش دگرنهادی سیال شده است. نمودارهای دوتایی در شکل‌های ۸ الف و ب براساس نسبت عناصر کمیاب، مشارکت سیال‌های برآمده از ورقه و یا ذوب رسوب‌های ناشی از فرورانش

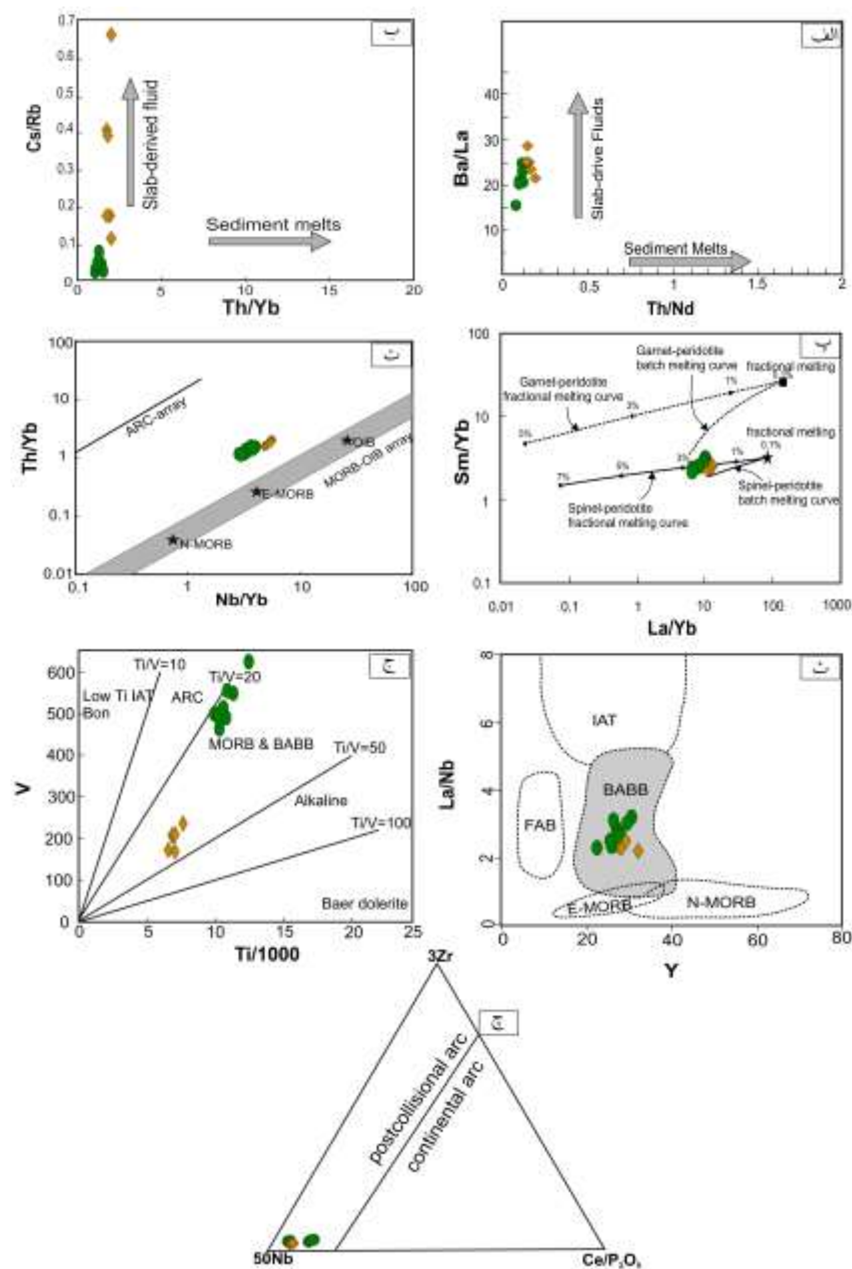
1- Slab-derived fluid
2- Sediment melts

را رمزگشایی می‌کنند. نمودار Ba/La نسبت به Th/Nd (شکل ۸ الف) نشان می‌دهد که سیال‌های برآمده از صفحه فرورانش نقش بیشتری نسبت به ذوب رسوب ها دارد. نمودار شکل ۸ ب نیز نقش سیال ها را در شکل‌گیری سنگ‌های نفوذی مورد بررسی نشان می‌دهد (شکل ۸ ب). از این رو، براساس شکل-های ۸ الف و ب، مشارکت سیال های برآمده از ورقه نقش مهمی در سنگ‌زایی این سنگ‌ها دارد. سیال های غنی از پتاسیم بر گوشته سنگ کره‌ای دگرنهاده (SCLM) اثر گذاشته و خاستگاه سنگ‌های پتاسیمی را تشکیل می‌دهند.

سنگ‌های گابرویی پرگه نسبت‌های La/Nb و La/Ta بالایی دارند (به ترتیب ۳٫۱۶-۲٫۲۰ و ۵۱-۳۰) که نشان می‌دهد که آن‌ها از گوشته سنگ کره‌ای سرچشمه می‌گیرند [۴۳]. از سوی دیگر، سنگ‌های گابرویی پرگه نسبت‌های اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ پایین و مقادیر εNd(t) مثبت بالایی دارند که نشان دهنده تهی بودن خاستگاه گوشته‌ای آن‌هاست. به طور کلی، نسبت‌های اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ به ترتیب، (۰٫۷۰۴۹۳-۰٫۷۰۵۲۵ و ۰٫۵۱۲۶۹-۰٫۵۱۲۷۲) با تشکیل ماگمای مادر در گوه گوشته‌ای همخوانی دارند. مقادیر εNd(i) از ۱٫۴۷ تا ۱٫۹۲ در گستره مذاب‌های برآمده از گوشته قرار دارند. نسبت عناصر کمیاب، برای مثال Y/Nb، Nb/Ta، Zr/Nb و Nb/La با فرآیندهای جدایش تغییر نمی‌کنند، از این رو می‌توانند در شناسایی خاستگاه ماگما کمک کنند [۴۴-۴۶]. ابی [۴۴] پیشنهاد کرد که نسبت Y/Nb کمتر از ۱٫۲ و بیشتر از ۱٫۲به ترتیب نشان دهنده ذوب گوشته و پوسته است. افزون بر این، نسبت Nb/Ta مذاب‌های برآمده از گوشته ۱۷٫۵ است، در حالی که مذاب‌های برآمده از پوسته میانگین Nb/Ta کمتری دارند (برای مثال ۱۱-۱۲، [۴۵]). نسبت‌های Zr/Nb و Nb/La مذاب‌های برآمده از گوشته به ترتیب ۷٫۶-۶٫۳ و کمتر از ۱ بوده در حالی که برای مذاب‌های برآمده از پوسته به ترتیب ۲۲-۲۵ و کمتر از ۰٫۴۶ هستند [۴۶، ۴۷]. ویژگی‌های زمین شیمیایی نمونه‌های گابرویی پرگه از جمله Y/Nb= 0.29-0.68، Nb/Ta = 13.33-19.19، Zr/Nb= 10.85-14.19 و Nb/La = 0.33-0.48 بیانگر یک خاستگاه گوشته‌ای برای آنهاست. به طور گسترده پذیرفته شده است که خاستگاه سنگ‌های مافیک با ذوب بخشی پریدوتیت کنترل می‌شود [۴۸]، با این حال، براساس پژوهش‌های اخیر، ذوب‌بخشی هورنبلندیت، پیروکسنیت و پریدوتیت نیز می‌تواند سنگ مافیک تولید کند.

نمودار Sm/Yb نسبت به La/Yb (شکل ۸ پ) برای کانی شناسی خاستگاه و تفکیک ذوب بخشی گارنت-پریدوتیت و اسپینل-پریدوتیت استفاده می‌شود. نمونه‌های الیوین گابرو و مونزوگابروی پرگه به روشنی در راستای منحنی ذوب اسپینل - پریدوتیت جایابی می‌شوند و دیده می‌شود که ماگمای سنگ-های پرگه از ذوب‌بخشی ۱ تا ۳ درصد گوشته اسپینل - پریدوتیت شکل گرفته است. جایگاه‌های زمین ساختی مناسب برای تشکیل فعالیت ماگمای پتاسیم بالا تا شوشونیتی، محیط-های مربوط به فرورانش یا محیط‌های کششی پس از برخورد [۴۹، ۵۰] هستند. از نظر زمین پویایی، ایران یک کرانه فعال قاره‌ای بوده که دچار ۲۹ درصد کوتاه شدگی پوسته در طول ائوسن شده است [۵۱]. فرضیه‌های مختلفی نیز برای زمین پویایی البرز ارائه شده است. آقازاده و همکاران [۲۲]، نباتیان و همکاران [۲۶] و سپیدبر و همکاران [۲۷] یک محیط زمین ساختی پس از برخورد را برای سنگ‌های آذرین قزوین پیشنهاد کرده‌اند. از سویی وردل [۵۲] و آسیابانها و فودن [۲۰] باور دارند که فعالیت ماگمایی در البرز مرکزی به احتمال بسیار مربوط به یک نظام زمین ساختی کششی مربوط به عقب گرد صفحه اقیانوسی فرورونده یا محیط زمین‌ساختی پشت کمان است. داده‌های زمین شیمیایی و نمودارهای زمین‌ساختی موجود نیز بیانگر ارتباط سنگ‌های گابرویی پرگه به یک محیط پس از برخورد و پشت کمان هستند. در نمودار Th/Yb نسبت به Nb/Yb [۵۳]، سنگ‌های مورد بررسی موازی با آرایه گوشته‌ای و مرتبط با کمان هستند (شکل ۸ ت). شکل ۸ ث نشان دهنده جایگاه زمین ساختی مربوط به حوضه‌های کششی پشت کمان برای نمونه‌های مورد بررسی است. افزون بر این، در نمودار V نسبت به Ti (شکل ۸ ج)، نمونه‌ها در گستره ۵۰-Ti/V=20 قرار دارند که محیط زمین ساختی پشت کمان را برای نمونه‌های گابرویی پرگه نشان می‌دهد. نمودار شکل ۸- چ نیز تأییدکننده محیط پس از برخورد برای سنگ‌های گابرویی منطقه پرگه است. عزیزی و جهانگیری [۵۴] گزارش کرده‌اند که پس از فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس، کمان ماگمایی ارومیه-دختر به عنوان نتیجه ای از فرورانش ایجاد شده است. پس از آن، نیروهای کششی و پیشروی آنها باعث ایجاد و تکامل حوضه پشت کمان البرز در پشت کمان ماگمایی ارومیه-دختر شده است.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.61]



شکل ۸ الف) نمودار Ba/La نسبت به Th/Nd [۵۵]، ب) نمودارCs/Rb نسبت به Th/Yb [۵۶]، پ) نمودار Sm/Yb نسبت به La/Yb [۵۵]، ت) نمودار Th/Yb نسبت به Nb/Yb [۵۳]، ث) نمودار La/Nb نسبت بهY [۵۷]، ج) نمودار V نسبت به Ti/1000 [۵۸]، چ) نمودار مثلثی –50Nb $3Zr–Ce/P_2O_5$ [۵۹] برای سنگ‌های گابرویی پرگه. نشانه ها مانند شکل ۵- الف هستند. (BABB: بازالت‌های حوضه پشت کمان، FAB: بازالت-های جلوی کمان،IAT: تولئیت‌های کمان اقیانوسی، N-MORB: بازالت‌های پشته های میان اقیانوسی عادی، E-MORB: بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی غنی شده).

برداشت

توده نفوذی پرگه شامل دو گروه سنگی الیوین گابرو و مونزوگابرو است که وابسته به سری قلیایی پتاسیمی هستند. بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی، بافت آن‌ها بیشتر بین دانه ای، دانه‌ای و خال خال است. الگوهای عناصر خاکی نادر بهنجار شده، الگوهای غنی شدگی از LILEها و تهی شدگی از HFSEها شبیه ماگماهای برآمده از گوشته است. براساس داده های زمین شیمیایی و ایزوتوپی، گابروهای پرگه از یک خاستگاه گوشته سنگ کره‌ای تهی شده تشکیل شده‌اند که با

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.61]

سیال‌های برآمده از ورقه در محیط قوسی مربوط به فرورانش دگرنهاده شده است. بررسی‌های زمین شیمیایی گویای تشکیل ماگمای این سنگ‌ها از ذوب بخشی ۱ تا ۳ درصد یک خاستگاه گوشته‌ای اسپینل پریدوتیت است. بر اساس نمودارهای زمین ساختی و بررسی‌های زمین ساختی ماگمایی، سنگ‌های منطقه پرگه در یک حوضه کششی پشت کمان و پس از برخورد تشکیل شده‌اند.

قدردانی

نگارندگان لازم می‌دانند از همکاری مسئولین آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه کوئینز و دانشگاه ریودژانیرو در مراحل انجام آنالیزها و همچنین از پیشنهادهای ارزشمند داوران محترم صمیمانه تشکر نمایند.

مراجع

[1] Di Giuseppe P., Agostini S., Manetti P., Savas¸çın M.Y., Conticelli S., *" Sublithospheric origin of Na-alkaline and calc-alkaline magmas in a post-collisional tectonic regime: Sr-Nd-Pb isotopes in recent monogenetic volcanism of Cappadocia, Central Turkey"*, Lithos 316 (2018) 304–322.

[2] Jacques G., Hoernle K., Gill J., Wehrmann H., Bindeman I., & Lara L. E., *"Geochemical variations in the Central Southern Volcanic Zone, Chile (38–43 S): The role of fluids in generating arc magmas"*, Chemical Geology 371 (2014) 27–45.

[3] Xu Y., Wang Q., Tang G., Wang J., Li H., Zhou J., Li Q., Qi Y., Liu P., Ma L., Fan J., *"The origin of arc basalts: new advances and remaining questions"*, Science China Earth Sciences 63 (2020) 1969–1991.

[4] Sander M., Olivier N., Paul R.D., Mason B. D., Benoît S., *"Trace element partitioning in silica-undersaturated alkaline magmatic systems"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 346 (2023) 29-53.

[5] Rostami-Hossouri M., Ghasemi H., Pang K.N., Shellnutt J.G., Rezaei-Kahkhaei M., Miao L., Mobasheri M., Iizuka Y., Lee H.Y., Lin T.H., *"Geochemistry of continental alkali basalts in the Sabzevar region, northern Iran: implications for the role of pyroxenite in magma genesis"*, 175 Contributions to Mineralogy and Petrology 175 (2020) 1–22.

[6] Salehi N, Torkian A, Furman T, le Roux P., *"Petrogenesis and geochemical characteristics of Plio-Quaternary alkali basalts from the Qorveh–Bijar volcanic belt, Kurdistan Province, NW Iran"*, Geological Magazine 160 (2023) 888-904.

[7] Gill R.C.O., Aparicio A., El Azzouzi M., Hernandez J., Thirlwall M.F., Bourgois J., Marriner G.F., *"Depleted arc volcanism in the Alboran Sea and shoshonitic volcanism in Morocco: Geochemical and isotopic constraints on Neogene tectonic processes"*, Lithos 78 (2004) 363–388.

[8] Verma SP and Molaei-Yeganeh T., *"Tectonic settings of the PlioQuaternary volcanism in Iran from multidimensional and multielement solutions"*, Geological Journal 57 (2022) 410–24.

[9] Schaarschmidt A., Klemd R., Regelous M., Voudouris P.C., Melfos V., and Haase K.M., *"The formation of shoshonitic magma and its relationship to porphyry-type mineralisation: The Maronia pluton in NE Greece"*, Lithos 380-381 (2021) 105911.

[10] Ferreira V.P., Sial A.N., Pimentel M.M., Armstrong R., Guimarães I.P., Filho A.F.D.S., Lima M.M.C.D., and Silva T. R.D., *"Reworked old crust-derived shoshonitic magma: The Guarany pluton, Northeastern Brazil"*, Lithos 232(2015) 150–161.

[11] Feng W., Zhu Y., *"Petrogenesis and tectonic implica tions of the late Carboniferous calc-alkaline and shoshonitic magmatic rocks in the Awulale mountain, western Tianshan"*, Gondwana Research 76 (2019) 44–61.

[12] Ahmadzadeh G., Jahangiri A., Lentz D., Mojtahedi M., *"Petrogenesis of PlioQuaternary post collisional ultrapotassic volcanism in NW of Marand, NW Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 39 (2010) 37–50.

[13] Dabiri R., Emami M.H., Mollaei H., Chen B., Abedini M.V., Rashidnejad N., Ghaffari M., *"Quaternary post-collision alkaline volcanism NW of Ahar (NW Iran): geochemical constraints of fractional crystallization process"*, Geologica Carpathica 62(2011) 547–562.

[14] Shafaii-Moghadam H.S., Ghorbani G., Khedr M.Z., Fazlnia N., Chiaradia M., Eyuboglu Y., Santosh M., Francisco C.G., Martinez M.L., Gourgaud A., Arai S., *"Late Miocene K-rich volcanism in the Eslamieh peninsula (Saray), NW Iran: implications for geodynamic evolution of the Turkish–Iran"*, Gondwana Research 26 (2014) 1028–1050.

[15] Prelević D., Akal C., Romer R.L., Mertz-Kraus R., Helvacı C., *"Magmatic response to slab tearing: constraints from the Afyon alkaline*

North Qazvin, North Iran: Facies analysis and geochemistry", Neues Jahrbuch Fur Mineralogie Abhandlungen 186 (2) (2009) 201–214.

[26] Nabatian G, Giang S Y, Honarmand M and Neubauer F., *"Zircon U–Pb ages, geochemical and Sr–Nd–Pb–Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Tarom–Olya pluton, Alborz magmatic belt*", Lithos 244 (2016) 43–58.

[27] Sepidbar F., Shafaii Moghadam H., Zhang L., Li JW., Jinlong Ma., Stern RJ., Lin C., *"Across-arc geochemical variations in the Paleogene magmatic belt of Iran"*, Lithos 344–345 (2019) 280–296.

[28] Shafaii Moghadam H., Rossetti F., Lucci F., Chiaradia M., Gerdes, A., Lopez Martinez M., Ghorbani G., Nasrabad M., *"The calcalkaline and adakitic volcanism of the Sabzevar structural zone (NE Iran): implications for the Eocene magmatic flare-up in Central Iran"*, Lithos 248–251 (36) (2016) 517–535.

[29] Whitney D.L. and Evans B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals"*, American Mineralogist 95 (1) (2010) 158– 187.

[30] Middlemost E.A.K., *"Naming materials in the magma/igneous rock system"*, Earth Science Reviews 37 (3–4) (1994) 215–224.

[31] Zheng Y.F., *"Subduction zone geochemistry"*, Geoscience Frontiers 10 (4) (2019) 1223–1254.

[32] Henderson P., *"Rare Earth Element Geochemistry*", Amsterdam: Elsevier (1983) 510 pp.

[33] Kharbish S., *"Geochemistry and magmatic setting of wadi El- Markh Island are gabbro-diorite centeral- eastern Desert, Egype"*, Chemie der Erode 70 (3) (2010) 257-266.

[34] Middlemost, E.A.K., *"The basalt clan"*, Earth Science Reviews 11(1975) 337–364.

[35] Peccerillo A., Taylor S., *"Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the Pontic chain, Northern Turkey"*, Bulletin Volcanologique 39 (2) (1975) 557–569.

[36] McDonough W.F., Sun, S.S., *"The composition of the Earth"*, Chemical geology 120 (1995) 223–253.

[37] Nakamura N., *"Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous ordinary Chondrites"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 38 (5) (1974)757–775.

[38] White W. M., *"Geochemistry"*, Chichester: John Wiley and Sons, (2013) 660 p.

[39] Spandle C., Pirard C., *"Element recycling from subducting slabs to arc crust: A review"*, Lithos 170-171 (2013) 208–223.

volcanic complex, Western Turkey", Journal of Petrology 56 (2015) 527–562.

[16] Morit, R., Rezeau H., Ovtcharova M., Tayan R., Melkonyan R., Hovakimyan S., Ramazanov V., Selby D., Ulianov A., Chiaradia M., Putlitz B., *"Long-lived, stationary magmatism and pulsed porphyry systems during Tethyan subduction to post-collision evolution in the southernmost Lesser Caucasus, Armenia and Nakhitchevan"*, Gondwana Research 37 (2016b) 465–503.

[17] Rezeau H., Moritz R., Leuthold J., Moritz R., Hovakimyan S., Tayan R., Chiaradia M., *"30 Myr of Cenozoic magmatism along the Tethyan margin during Arabia-Eurasia accretionary orogenesis (Meghri-Ordubad pluton, southernmost Lesser Caucasus)"*, Lithos 288 (2017) 108-124.

[18] Berberian M., *'The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust"*, Canadian Journal of Earth Sciences 20 (1983) 163–183.

[19] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., *"Zagros orogeny: a subduction-dominated process"*, Geological Magazine 148 (2011) 692–725.

[20] Asiabanha A., Foden J., *"Post-collisional transition from an extensional volcanosedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran"*, Lithos 148 (2012) 98–111.

[21] Castro A., Aghazadeh M., Badrzadeh Z., Chichorro M., *"Late Eocene–Oligocene post–collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source"*, Lithos 180 (2013) 109–127.

[22] Aghazadeh M., Castro A., Omran N. R., Emami M. H., Moinvaziri H., & Badrzadeh Z., *"The gabbro (shoshonitic)–mon- zonite–granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 38 (5) (2010) 199–219.

[23] Aghazadeh M., Castro A., Badrzadeh Z., Vogt K., *"Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland. The Shaivar-Dagh plutonic complex Alborz belt, Iran"*, Geological Magazine 148 (2011) 980–1008.

[24] Annels R.N., Arturton R.S., Bazley R.A.B., Davis R.C., Hamedi M., Rahimzahed F., Rashtian K., *"Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangle map"*, Geological Survey of Iran (1985) 94.

[25] Asiabanha A., Ghasemi H., & Meshkin M., *"Paleogene continental-arc type volcanism in*

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.61]

Characteristics, classifcation and constraints for petrogenetic models", Earth Science Reviews 24 (1987) 81–134.

[50] Lustrino M., Wilson M., *"The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province"*, Earth Science Reviews 81 (2007) 1–65.

[51] Mouthereau F., Lacombe O., Vergés J., *"Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence"*, Tectonophysics 532-535 (2012) 532–560.

[52] Verdel C., Wernicke B.P., Hassanzadeh J., Guest B., *"A Paleogene extensional arc flare-up in Iran"*, Tectonics 30 (2011) TC3008.

[53] Pearce J.A.,*"Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust"*, Lithos 100 (2008) 14–48.

[54] Azizi H., Jahangiri A., *"Cretaceous Subduction-Related Volcanism in the Northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran"*, Journal of Geodynamics 45 (2008) 178-190.

[55] Shaw D.M., *"Trace element fractionation during anatexis"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 34 (1970) 237–243.

[56] Sun C.H., Stern R., *"Genesis of Mariana shoshonites: contribution of the subduction component"*, Journal of Geophysical Research 106 (2001) 589–608.

[57] Floyd P., Kelling G., Gökçen S., Gökçen N., *"Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misis ophiolitic mélange, south Turkey"*, Chemical Geology 89 (1991) 263–280.

[58] Shervais J.W., *"Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas"*, Earth and planetary science letters 59 (1982) 101–118.

[59] Müller D., Rock N.M.S., Groves D.I., *"Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study"*, Mineralogy and Petrology 46 (1992) 259–289.

[40] Zheng Y. F., *"Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones"*, Chemical Geology 328 (2012) 5–48.

[41] Hawkesworth C.J., Turner S.P., Peate D.W., McDermott F., and van Calsteren P., *"U-Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust"*, Science 276 (1997) 551–555.

[42] Fanchao M., Yulu T., Yaoqi Z., Jiaqi L., Gengchao Z., Qing D., *"Cenozoic potassic volcanic rocks from the Keluo and Wudalianchi volcanic districts, northeast China: origin from the new sub-continental lithospheric mantle (SCLM) metasomatized by potassium-rich fluids from delaminated lower crust"*, Frontiers of Earth Science 16 (2022) 989-1004.

[43] Thompson RN, Morrison MA., *"Asthenospheric and lower lithospheric mantle contributions to continental extension magmatism: an example from the British Tertiary Province"*, Chemical Geology 68 (1988) 1–15.

[44] Eby G.N., *"Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications"*, Geology 20 (1992) 641–644.

[45] Green T.H., *"Signifcance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system"*, Chemical Geology 120 (1995) 347–359.

[46] Morata D., Oliva C., de la Cruz R., Suarez M., *"The Bandurrias gabbro; late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian cordillera"*, Journal of South American Earth Sciences 18 (2005) 147–162.

[47] McDonough W.F., Sun S.S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W., *"K, Rb and Cs in the Earth and moon and the evolution of the Earth's mantle"*, Geochimica et cosmochimica acta 56 (1992) 1001–1012.

[48] Falloon T.J., Green D.H., Danyushevsky L.V., Mcneill A.W., *"The composition of near-solidus partial melts of fertile peridotite at 1 and 1.5 GPa: implications for the petrogenesis of MORB"*, Journal of Petrology 49 (2008) 591–613.

[49] Foley S.F., Venturelli G., Green D.H., Toscani L., *"The ultrapotassic rocks:*

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.61]